پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورۀ ۵۰، شمارۀ ۲، تابستان ۱۳۹۷
ص ۲۹۱- ۲۷۱

تکامل لندفرم‌های اواخر کواترنری در پاسخ به تغییرات تکتونیکی فعال سطح اساس در منطقۀ طبس، ایران مرکزی

ابوالقاسم گورابی*- استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکدۀ جغرافیا، دانشگاه تهران
وحید محمدنژاد- استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۴/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۱۰

چکیده

در این پژوهش به بررسی شواهد و آثار زمین‌ساخت فعال در اطراف کویر طبس پرداخته شده است. برای تحلیل‌های کمّی لندفرم‌ها از تصاویر سنتینل و نقشه‌های زمین‌شناسی استفاده شده است. ژئومورفومتری رقومی— شامل اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی و بالاآمدگی رسوبات و کانال‌ها، تحلیل نیمرخ‌های عرضی و طولی چشم‌اندازها، و ارتباط آن‌ها با داده‌های لرزه‌ای- اساس کار بوده است. نتایج پژوهش نشان‌دهندۀ فعالیت‌های شدید تکتونیکی طی کواترنری تا زمان حاضر در منطقه است. مقایسۀ الگوی تغییرشکل لندفرم‌های کواترنری پهنۀ پژوهش از قبیل مخروطافکنه‌ها، مسیل‌ها و زهکش‌ها، پرتگاه‌های گسلی، و چین‌های فعال با شکل نیمرخ عمقی کانون‌های زمین‌لرزه‌ها بیانگر وجود سیستم گسلی معکوس مدفون در حد فاصل کوهستان شتری- پلایای طبس در منطقه هستند. فعالیت این سیستم گسلی فعال، علاوه‌بر جابه‌جایی مسیل‌ها، چین‌خوردگی رسوبات کواترنر، رشد چین‌ها، ایجاد پرتگاه‌ها، تقطیع مخروطافکنه‌ها، و پیدایش درّه‌های بسیار عمیق کانیونی، موجب مهاجرت تحمیلی مخروطافکنه‌ها از جبهۀ کوهستان به طرف پلایای طبس (از قدیم به جدید) شده است. تداوم چنین تغییرشکل‌هایی به میزان بالا را می‌توان عامل اصلی تشکیل حوزۀ تنشی و توسعه و گسترش شکستگی‌ها و در نتیجه علت اصلی ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بالا دانست که احتمال وقوع آن‌ها در آینده دور از انتظار نیست.

کلیدواژه‌ها: ایران مرکزی، تکتونیک فعال، طبس، کواترنری، گسل.

مقدمه

شواهد مورفوتکتونیک در ارزیابی تکتونیک فعال و فعالیت گسل‌ها ابزاری مفید و مطمئن به‌شمار می‌روند؛ زیرا از طریق مطالعۀ این شواهد می‌توان نواحی‌ای را شناسایی کرد که در گذشته فعالیت سریع یا حتی آرام تکتونیکی را پشت سر گذاشته‌اند (رامیرز ـ هیرا، ۱۹۹۸). در اغلبِ موارد، این شواهد رابطۀ بین گسل‌های فعال و توسعۀ لندفرم‌ها را مشخص می‌کند. مطالعه و بررسی شواهد مورفوتکتونیکی، همراه داده‌های لرزه‌ای ثبت‌شده، موجب شناسایی رژیم تکتونیکی یک منطقه می‌شود؛ این امر در برنامه‌ریزی مسائل عمرانی کاربرد زیادی دارد.

بررسی هندسی لندفرم‌های کواترنری، از جمله مسیر رودخانه‌ها و مخروطافکنه‌ها، از مسائلی است که می‌توان به کمک آن‌ها به جایگاه زمین‌ساختی هر منطقه پی برد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲)؛ زیرا رودخانه‌ها و شبکۀ زهکشی و مخروطافکنه‌ها نسبت به تغییرات زمین‌ساختی بسیار حساس‌اند. یکی از بهترین چشم‌اندازهایی که می‌توان شواهد

* نویسندۀ مسئول: ۰۹۱۲۷۲۷۴۴۸۷ E-mail: goorabi@ut.ac.ir

مورفوتکتونیکی را در سطح آن‌ها مطالعه کرد مخروطافکنه‌هاست. فعالیت‌های تکتونیکی در تحول مخروطافکنه‌ها نقش بسیار بارزی دارند و درواقع اثر شرایط دیگر را خنثی می‌کنند. بدونِ فعالیت تکتونیک دائمی، مخروطافکنه‌ها به اَشکال کوچک با عمر کوتاه تبدیل می‌شوند (پارسونز، ۲۰۰۹). جابه‌جایی گسل‌های راستالغز[1] در محل تشکیل مخروطافکنه‌ها موجب جابه‌جایی مخروطافکنه‌ها و جریانات سطحی آن‌ها می‌شود. شیب سطح مخروطافکنه‌ها نیز تا حد زیادی با تکتونیک کنترل می‌شود. ویژگی مورفولوژیکی سطوح مخروطافکنه‌ها می‌تواند شاهد فعالیت‌های تکتونیکی به‌شمار رود (بول، ۲۰۰۹).

به لحاظ زمین‌ساختی، ایران زون فشارشی فعالی است که تغییر شکل‌های تکتونیکی آن ناشی از حرکت شمال‌غربی پوستهٔ عربی و برخورد آن با پوستهٔ اوراسیاست (هولینسورث، ۲۰۱۰). براساس داده‌های ژئودینامیک سراسری ایران، میزان همگرایی بین صفحهٔ عربی و اوراسیا ۲۵ تا ۳۵ میلی‌متر در سال است (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴c؛ دمتس و همکاران، ۱۹۹۰). شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک و پوشش گیاهی کم در بیشتر نقاط ایران موجب حفظ اَشکال تکتونیکیِ سطحی شده است. از طرف دیگر، ایران از جمله مناطق فعال لرزه‌خیز جهان به‌شمار می‌رود و گزارش‌های تاریخی از زلزله‌های ایران به ۲۰۰۰ سال قبل می‌رسد (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲). ولی، با وجود این، وقوع زلزله تصویری واضح از دگردیسی‌های تکتونیکی ارائه نمی‌دهد (نظری و همکاران، ۲۰۰۹؛ بیلهام، ۲۰۰۴).

در زمینهٔ تحلیل فعالیت‌های تکتونیکی مطالعات بسیاری انجام گرفته است. در این میان، از روش‌های متعددی همچون شواهد مورفولوژیکی، شاخص‌های کمّی ژئومورفولوژیکی، و سن‌سنجی استفاده شده است. به‌طورکلی، مطالعات سن‌سنجی نسبت به سایر روش‌ها کمتر است. برای نمونه والکر (۲۰۰۳، ۲۰۱۰) به ترتیب در شمال شرق و شرق ایران، رگارد (۲۰۰۵) در امتداد گسل میناب، فتاحی (۲۰۰۶) در اطراف گسل سبزوار و کاشمر، هولینسورث (۲۰۱۰) در اطراف نیشابور، و ریزا و همکاران (۲۰۱۱) در امتداد گسل آستانه به بررسی رسوبات و تعیین سن آن‌ها و ارتباط آن‌ها با فعالیت گسل‌ها پرداختند.

گورابی و همکاران (۱۳۹۶، ۱۳۹۵، ۱۳۹۱، و ۲۰۱۱) به‌ترتیب به بررسی شواهد مورفوتکتونیکی حوضه‌های زهکشی سواحل مکران، لندفرم‌های کواترنری شیرکوه، مخروطافکنهٔ مروست، و امتداد گسل نائین پرداختند و بر فعال‌بودن این مناطق به لحاظ تکتونیکی تأکید کردند. محمدنژاد (۱۳۹۵) به بررسی نقش نوزمین‌ساخت و فعالیت گسل‌ها و تأثیر آن بر شبکهٔ رودخانه‌ها و مخروطافکنه‌های شمال‌شرق دریاچهٔ ارومیه پرداخت. محمدنژاد و اصغری (۱۳۹۴) جابه‌جایی عمودی و افقی گسل‌ها و تأثیر آن بر مخروطافکنه‌های شرق گرمسار را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که فعالیت گسل‌های یادشده موجب بالاآمدن رسوبات مخروطافکنه‌ای و رسوبات الیگوسن زیرین شده است. همچنین، فعالیت این گسل‌ها موجب ایجاد سطوح مختلف بالاآمده، متروک‌ماندن سطح مخروط‌ها، جابه‌جایی نقطهٔ تقطیع آبراهه، بالاآمدگی رسوبات مخروطافکنه‌ای، و جابه‌جایی افقی شبکهٔ زهکشی سطح مخروطافکنه‌ها شده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که منطقه، به لحاظ تکتونیکی، طی پلیو– کواترنری فعال بوده و جابه‌جایی مسیر رودخانه‌ها و چندبخش‌شدگی مخروط‌ها از شواهد آن به‌شمار می‌رود. عزتی در سال ۱۳۹۳ به تحلیل زمین‌ساخت فعال حوضهٔ بجنورد با کمک شاخص‌های مورفوتکتونیکی پرداخت و نتیجه گرفت که بخش شرقی حوضه، به لحاظ تکتونیکی، بسیار فعال است. رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) به ارزیابی کمّی فعالیت‌های تکتونیکی در حوضهٔ ریجاب پرداختند؛ آنان با استفاده از شاخص‌های کمّی ژئومورفولوژیکی میزان فعالیت تکتونیکی در منطقه را از نیمه‌فعال تا بسیار فعال ارزیابی کردند. رضایی مقدم و همکاران

1. strike-slip fault

(۱۳۹۲) به ارزیابی تکتونیک فعال در دامنهٔ جنوبی میشوداغ پرداختند و با استفاده از پارامتر کمّی ژئومورفولوژیکی مانند پارامترهای پنجره‌ای، پیوسته، و گسسته و شواهدی مانند پرتگاه‌های گسلی به فعالیت گسل‌ها در این ناحیه تأکید کردند. رجبی و همکاران (۱۳۹۲) به تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک در شمال رشته‌کوه بزقوش با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژیکی پرداختند و با بررسی شواهدی مانند مخروط‌افکنه‌های تقطیع‌شده، پرتگاه گسلی، آبشارها، و چشمه‌های آب گرم به فعال‌بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی پی بردند.

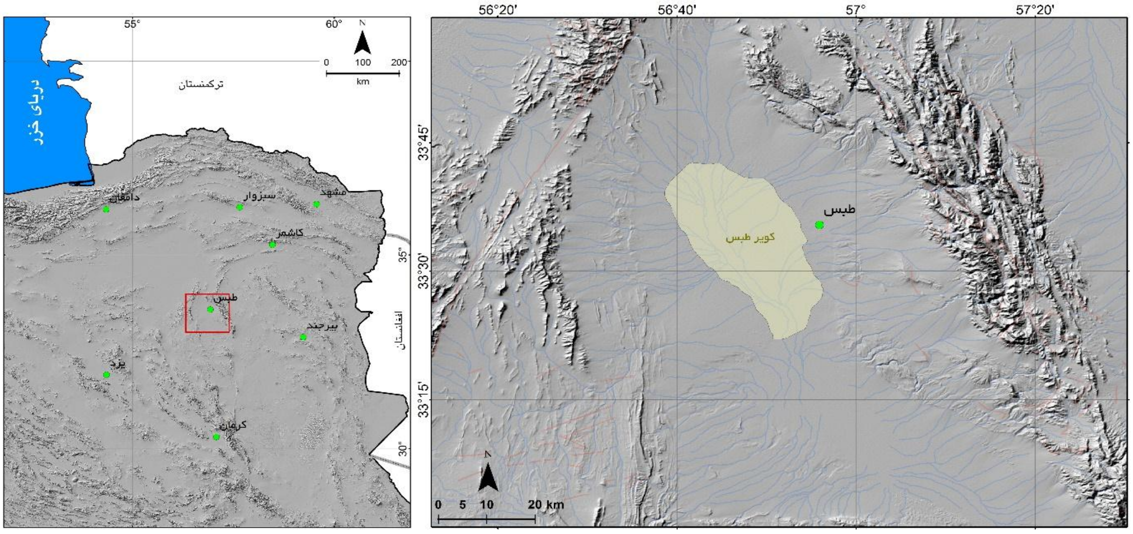
یمانی و همکاران (۱۳۹۱) نقش تکتونیک فعال در تکامل مخروط‌افکنه‌های شمال دامغان را با استفاده از روش‌های ژئومورفومتری، دورسنجی، و میدانی بررسی و شواهد آن را استخراج کردند. جباری و همکاران (۱۳۹۱) به مطالعهٔ مورفوتکتونیک فعال حوضهٔ آبریز حصارک با استفاده از شاخص‌های مورفومتریک پرداختند و با تحلیل‌های کمّی به این نتیجه رسیدند که حوضهٔ یادشده، به لحاظ تکتونیکی، فعال است. اسماعیلی (۱۳۹۱) اثرهای مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانهٔ واز واقع در البرز شمالی را بررسی کرد و به این نتیجه رسید که تغییرات در نیمرخ طولی رودخانه بیشتر تحت تأثیر سنگ‌شناسی حوضه است.

یمانی و همکاران (۱۳۸۹) به بررسی مورفوتکتونیک ناحیهٔ دهشیر با استفاده از تکنیک‌های ژئومورفومتری اقدام کردند و با استفاده از تجزیه و تحلیل شبکهٔ زهکشی رقومی، ژئومورفومتری رقومی، پردازشِ تصویر رادار، استخراج خطواره‌ها، تجزیه و تحلیل آن‌ها، و تجزیه و تحلیل فضایی و آماری داده‌ها به تحلیل مورفوتکتونیک منطقه پرداختند. نتایج این مطالعه نشان داد که گسل دهشیر طی دورهٔ کواترنری فعال بوده است. شواهد این فعالیت از روی تصاویر SRTM و تصاویر ماهواره‌ای استخراج شد. این شواهد شامل پرتگاه‌های خط گسل، شبکهٔ زهکشی جابه‌جاشده، الگوی مئاندری در رودخانه، سطوح فرسایشی ارتفاع‌یافته و مخروط‌افکنه‌های متروک است.

در این پژوهش از مشاهدات دورسنجی و مورفوتکتونیکی به منظور تشریح تکتونیک فعال و تأثیر آن بر لندفرم‌های کواترنری ناحیهٔ طبس در ایران مرکزی استفاده شده است. هدف اصلی از این پژوهش شناسایی اَشکال مورفوتکتونیکی و آثار و شواهد آن است. درواقع، سعی شده است تا با بررسی شواهد نوزمین‌ساختی و لندفرم‌های مربوط به آن‌ها از قبیل طاقدیس‌ها، توالی مخروط‌افکنه‌ها، و پادگانه‌های آبرفتی، پرتگاه‌های گسلی، و همچنین تغییرشکل و جابه‌جایی‌های صورت‌گرفته در شبکهٔ زهکشی شرایط نوزمین‌ساختی منطقه شناسایی و ارتباط این لندفرم‌ها با گسل‌ها مشخص شود.

منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه، به لحاظ ساختاری، در ایران زون مرکزی واقع شده است: '۵۰ °۳۳ تا '۰۰ °۳۳ عرض شمالی و '۳۰ °۵۶ تا '۳۰ °۵۷ طول شرقی (شکل ۱). در این ناحیه سه واحد ژئومورفولوژیکی اصلی قابل تفکیک است: واحد کوهستان با ارتفاع حداکثر ۲۹۲۷ متر که در سمت شرق (کوه‌های شتری) و غرب (کوه‌های کلمرد و پیرحاجات) منطقه قرار دارد. واحد دوم پایکوه‌های اطراف کویر طبس است که بیشترِ مخروط‌افکنه‌ها در سطح آن قرار دارد. و واحد سوم کویر طبس و دشت‌های هموار اطراف آن با ارتفاع ۵۹۳ متر است. به لحاظ شرایط هیدرولوژیکی، رودخانه‌های متعددی در این منطقه جاری هستند که اغلب به صورت فصلی مشاهده می‌شوند. در این میان، رودخانهٔ سردر مهم‌ترین رودخانهٔ منطقه است که از ارتفاعات شرقی منطقه، یعنی کوه‌های شتری، سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از شهر طبس وارد کویر طبس می‌شود.



شکل ۱. منطقهٔ مورد مطالعه

به لحاظ شرایط اقلیمی، منطقه تحت حاکمیت شرایط خشک و نیمه‌خشک است. با این حال، وجود ارتفاعات بلند و برف‌گیر در منطقه سبب تشکیل اقلیم نیمه‌کوهستانی در برخی روستاهای کوهستانی منطقه شده است. میانگین بارندگی شهر طبس، طی دورهٔ آماری پنجاه‌ساله، ۸۲٫۲ میلی‌متر در سال است. بیشترین مقادیر بارندگی در ماه‌های اسفند و فروردین با ۱۶٫۸ میلی‌متر است. نکتهٔ جالب توجه در مورد بارندگی عدم بارش حتی یک میلی‌متر باران در ماه‌های مرداد و شهریور طی این دورهٔ آماری است. میانگین دما نیز در منطقه ۲۲ درجهٔ سانتی‌گراد است. دی سردترین و مرداد گرم‌ترین ماه سال به‌شمار می‌رود. اختلاف دمایی بین ماه‌های مختلف سال و همچنین شب و روز سبب فعالیت فرایندهای هوازدگی مکانیکی و درنتیجه تولید حجم عظیمی از رسوبات شده است. چنین رسوباتی اغلب به وسیلهٔ رودخانه تخلیه شده و به شکل مخروط‌افکنه در پایکوه‌ها انباشته شده‌اند.

مواد و روش‌ها

تحقیق حاضر بر پایهٔ داده‌های توصیفی و کمّی استوار است. برای گردآوری آن‌ها از روش‌ها و ابزارهای مختلفی استفاده شده است. محدودهٔ لندفرم‌های کواترنری، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌ها و طاقدیس‌ها، نخست با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری و تصاویر ماهواره‌ای Sentinel 2 با قدرت تفکیک ۱۰ متر و در سال ۲۰۱۷ استخراج شد. این ماهواره را آژانس فضایی اروپا پرتاب کرد و دارای ۱۳ باند طیفی است. چهار باند آبی، سبز، قرمز، و مادون قرمز دارای قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر و بقیهٔ باندها دارای قدرت تفکیک ۲۰ متر و بالاتر هستند.

داده‌های کمّی مانند مساحت، شیب، طول مخروط‌ها و گسل‌ها، نیمرخ‌های طولی و عرضی، و سطوح مختلف مخروط‌افکنه‌ها، با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، DEM 30m و تصاویر ماهواره‌ای Sentinel 2، Quick bird برآورد شد. در این میان، از تصاویر Quick bird با قدرت تفکیک ۲٫۵ متر به منظور اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی رسوبات و کانال‌ها استفاده شد. شرایط زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی منطقه از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه طبس (سازمان زمین‌شناسی ایران) استخراج و لایهٔ گسل‌ها و سنگ‌شناسی ترسیم شد. مطالعات تکتونیکی پیشین کمک شایانی به روشن‌شدن شرایط تکتونیکی منطقه کرد.

ژئومورفومتری لندفرم‌های مختلف و پردازش تصاویر توسط نرم‌افزار ArcGIS و ENVI انجام پذیرفت. اشاره شد که بررسی و شناسایی شواهد نوزمین‌ساختی و فعالیت گسل‌ها و تأثیر آن‌ها بر لندفرم‌های کواترنری، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌ها و شبکۀ زهکشی، و همچنین روند تحولی این اَشکال طی کواترنری هدف این تحقیق است. بدین منظور، از تصاویر ماهواره‌ای و تصاویر Google Earth به عنوان ابزارهای مشاهدۀ غیرمستقیم استفاده شده است. در شناسایی لندفرم‌های کواترنری و سطوح مختلف مخروط‌افکنه‌ها از تکنیک تفسیر بصری تصاویر ماهواره‌ای، تحلیل ارتفاع و شیب، و در نهایت تغییرات الگوی شبکۀ زهکشی سطح مخروط‌افکنه در امتداد گسل‌ها استفاده شد. داده‌های به‌دست‌آمده از طریق مطالعات دورسنجی و همچنین تحلیل‌های مورفوتکتونیکی با داده‌های لرزه‌نگاری مؤسسۀ ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه شد. با توجه به اینکه زمین‌لرزه‌ها نتیجۀ حرکت و جابه‌جایی گسل‌ها هستند، می‌توان با مقایسۀ داده‌های لرزه‌ای و شواهد مورفوتکتونیکی تحلیل بهتری از شرایط زمین‌ساختی منطقه ارائه داد. در نهایت، داده‌های به‌دست‌آمده طی مراحل فوق از طریق روش‌های کمّی و توصیفی مقایسه و تجزیه و تحلیل شد و میزان و نحوۀ تأثیرگذاری تکتونیک فعال در لندفرم‌های کواترنری، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌ها، به‌دست آمد.

بحث و یافته‌ها

زمین‌شناسی

بخش زیادی از ناحیۀ طبس، به لحاظ زمین‌شناسی، در شمال‌غربی بلوک لوت قرار دارد. ناحیۀ طبس شامل کوه‌های شتری در شرق و حوضۀ فرونشستۀ فشارشی دشت طبس در غرب است. در سمت غربی دشت طبس نیز کوه‌های کلمرد قرار دارد. کوه‌های شتری تودۀ کوهستانی چین‌خورده- رانده‌شده[1] است و دشت طبس پهنۀ فرونشست فشارشی[2] است. کوه‌های کلمرد نیز از نوع چین‌خورده- رانده‌شده به‌شمار می‌روند. به لحاظ سنگ‌شناسی، نیز می‌توان این ناحیه را در سه بخش مجزا مطالعه کرد. کوه‌های کلمرد از قدیمی‌ترین سازندها تا سازندهای دورۀ ژوراسیک تشکیل شده است. در این بخش، سازندهای کربونیفر متشکل از ماسه‌سنگ‌های کوارتزیت‌دار همراه ردیفی از آهک‌های خاکستری قرار دارد. سازندهای پرمین این بخش به صورت ناپیوستگی هم‌شیب روی سازندهای قدیمی قرار گرفته و شامل ماسه‌سنگ سفید تا قهوه‌ای و آهک‌های درشت‌دانه است. همچنین، در این ناحیه می‌توان دولومیت و شیل نیز مشاهده کرد. جوان‌ترین سازندهای این ناحیه سازند شمشک است که از لایه‌های ماسه‌سنگی، شیل، و ماسه‌سنگ کوارتزی ضخیم تشکیل شده است (آقانباتی، ۱۳۷۹).

واحدهای سنگی پهنۀ فرونشستی طبس بیشتر مربوط به دوران مزوزوئیک است که از ژوراسیک میانی شروع می‌شود و اوایل کرتاسه پایان می‌یابد. در این محدوده، ماسه‌سنگ‌های ریزدانۀ قهوه‌ای با میان‌لایه‌هایی از شیل میکادار سبز دیده می‌شود. در برخی مناطق ماسه‌سنگ ریزدانه به شکل درشت‌دانه یا کنگلومرا مشاهده می‌شود. به‌ویژه در بخش غربی دشت طبس که اغلب از کنگلومرای منوژنیک تشکیل شده است. سنگ‌های کربناتۀ ضخیم، ژیپس، و مارن نیز به‌وفور در این ناحیه مشاهده می‌شود.

واحدهای سنگی کمربند چین‌خورده- رانده‌شده شتری از کربونیفر آغاز و تا ژوراسیک پسین و کرتاسه دنبال می‌شود (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). این واحدها شامل سازند سردر متشکل از تناوبی از شیل‌های سیلتی یا ماسه‌ای سبزرنگ تا روشن با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و آهکی است. سازند جمال دیگر سازند این بخش است که متشکل از سنگ‌های

1. fold-thrust mountain
2. compressional depression

آهکی ضخیم لایه به عمق شش متر است که دارای شکستگی‌های فراوان و پُرشده از کلسیت و قطعات صدف است. سازند سرخ شیل (مجموعه‌ای از شیل‌های رسی و آهکی به رنگ قرمز و میان‌لایه‌هایی از آهک آلیتی با ساخت‌های رسوبی چینه‌بندی متقاطع و همچنین لایهٔ نازک رسی همراه قطعات فراوان صدفی و سنگ‌های آهکی میکروکنگلومرا)، سازند شتری (دولومیت‌های زرد روشن تا قهوه‌ای و آهک‌های تیره‌رنگ همراه شیل‌های سبزرنگ)، سازند هجدک (تناوبی از سنگ‌های آهکی، ماسه‌ای یا رسی)، سازند پرورده (آهک متوسط تا ضخیم، ماسه و مرجان و فسیل دوکفه‌ای‌ها)، سازند بغمشاه (به طور هم‌شیب روی سازند قبلی قرار گرفته و شامل مارن‌های زرد گچ‌دار، شیل‌های رسی و ماسه‌ای با میان‌لایه‌های آهکی)، سازند قلعه‌دختر (ماسه‌سنگ زیرین، شیل میانی، و ماسه‌سنگ بالایی)، سازند اسفندیار (آهک‌های ریفی)، سازند گردو (دربرگیرندهٔ مجموعهٔ کنگلومرا، ماسه‌سنگ، و شیل همراه آهک) نیز در منطقه قابل مشاهده‌اند (اشتوکلین، ۱۹۶۵). از مهم‌ترین سازندهای دیگر این ناحیه کنگلومرای کرمان، لایه‌های نئوژن، کنگلومرای نئوژن، و در نهایت مخروط‌افکنه‌ها و دشت‌های آبرفتی کواترنری است که شواهد تکتونیک فعال بر روی این سازندها شناسایی و بررسی شده است. بخش‌های زیادی از اطراف کویر طبس پوشیده از سطوح مخروط‌افکنه‌های کواترنری‌اند که اغلب متروک مانده و به وسیلهٔ آبراهه‌ها حفر شده‌اند. با وجود این، به‌نظر می‌رسد الگوی حفر سطوح مخروط‌افکنه‌ای به طور محلی به وسیلهٔ جابه‌جایی گسل‌ها کنترل می‌شود (آقانباتی، ۱۳۷۹).

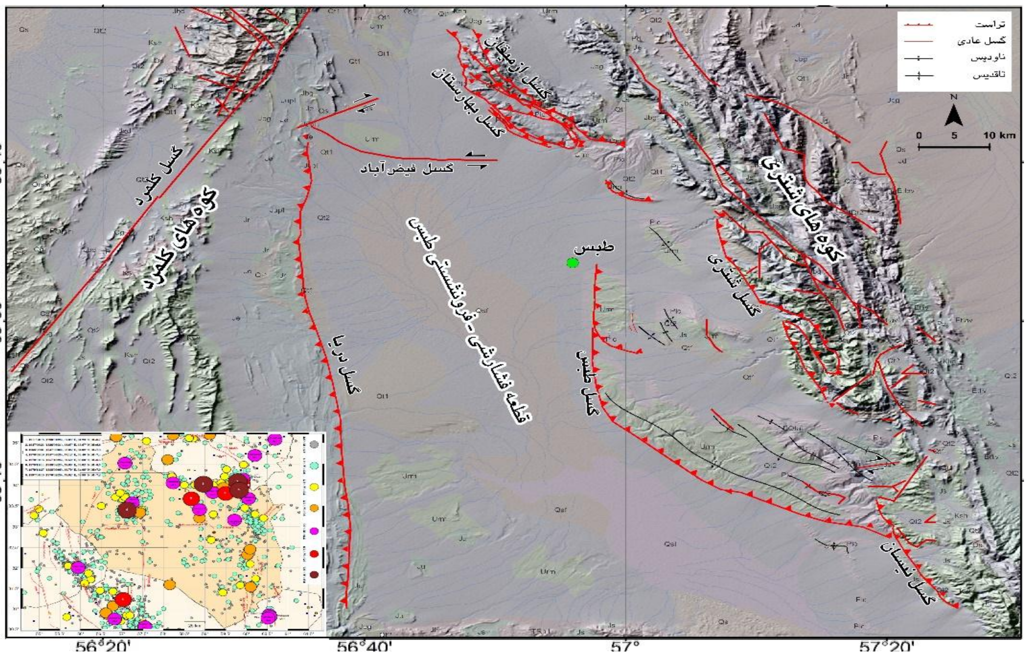
زمین‌ساخت

تکتونیک فعال ایران وابسته به جابه‌جایی شمالی صفحهٔ عربی و برخورد آن با صفحهٔ اوراسیاست. در امتداد نصف‌النهار ۵۶ درجهٔ شرقی (منطقهٔ مورد مطالعه)، میزان کوتاه‌شدگی تکتونیکی در امتداد شمالی– جنوبی حدود $16.3\ mm/yr^{-1}$ است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴b). این مقدار در امتداد نصف‌النهار ۵۶ درجهٔ شرقی و عرض ۲۶ درجهٔ شمالی به $24\ mm/yr^{-1}$ افزایش می‌یابد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴a؛ مک‌کلاستی، ۲۰۰۳؛ سلا و همکاران، ۲۰۰۲). زمین‌لرزه‌های متعددی (تاریخی و دستگاهی) در منطقهٔ مورد مطالعه و اطراف آن روی داده است که بیانگر فعالیت گسل‌های منطقه و تکتونیک فعال آن است. بر اساس داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های دستگاهی، بین سال‌های ۱۹۷۳ تا ۲۰۱۶، در حدود ۶۰ زمین‌لرزهٔ ۴٫۵ تا ۷٫۴ ریشتری در منطقهٔ مورد مطالعه به‌وقوع پیوسته است. متوسط عمق کانون‌های این زمین‌لرزه‌ها ۳۱ کیلومتری عمق زمین است (والکر، ۲۰۱۵).

ناحیهٔ طبس در خرده‌قارهٔ ایران مرکزی قرار دارد که به وسیلهٔ گسل‌های طویل و امتدادلغز به چهار بلوک تقسیم می‌شود. بلوک طبس به وسیلهٔ گسل نایبند از بلوک لوت و به وسیلهٔ گسل کلمرد از بلوک پشت بادام جدا می‌شود. قبلاً اشاره شد که منطقهٔ مورد مطالعه به کمربند رانده‌شدهٔ شتری در غرب و ناحیهٔ فشارشی– فرونشستی طبس در مرکز، و قلمرو رانده‌شدهٔ کلمرد در غرب تقسیم می‌شود. مرز بین کوه‌های شتری و کویر طبس به وسیلهٔ گسل بهارستان مشخص می‌شود. این گسل بخشی از گسل نایبند است. گسل‌ها و محور چین‌خوردگی‌ها در کوه‌های شتری از روند شمال‌غربی– جنوب‌شرقی برخوردار است. اغلب این گسل‌ها، علاوه‌بر امتدادلغز بودن، به صورت رانده نیز دیده می‌شوند که شیب آن‌ها به سمت شمال‌شرق است. در اغلب نواحی این منطقه، راندگی‌های مشخصی وجود دارد، مانند راندگی سازند اسفندیار روی کنگلومرای کرمان یا راندگی سازند جمال روی سازند پرورده.

حوضهٔ فرونشستهٔ طبس در اثر راندگی کوه‌های شتری به سوی غرب و راندگی کوه‌های کلمرد به سمت شرق در یک فاز فشارشی تشکیل شده و به وسیلهٔ لایه‌های قرمز نئوژن و رسوبات کواترنری پوشیده شده است. در حدفاصل دشت

طبس- کوهستان شتری، رسوبات نئوژن به شکل طاقدیس‌ها رخنمون پیدا کرده‌اند. این رسوبات رسی- سیلتی به‌تدریج به سمت بالا همراه لایه‌های ماسه‌سنگی و کنگلومرایی با ضخامت ۵۰۰ متر رخنمون پیدا کرده‌اند (نواب‌پور و همکاران، ۱۳۸۲). گسل‌های واقع در این ناحیه، در یک پهنهٔ برشی راستالغز پدیدار شده‌اند. تعدادی گسل با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی کشیده شده‌اند که بیشتر مؤلفهٔ چپ‌گرد دارند و اغلب به گسل‌های جداشده از گسل بهارستان وصل می‌شوند. نمونهٔ این گسل‌ها گسل فیض‌آباد است که سبب جابه‌جایی چپ‌لغز واحدهای نئوژن و کواترنر شده و بسیار جوان است. مهم‌ترین گسل این منطقه گسل طبس و از نوع گسل‌های عمیق است. بربریان (۱۹۷۹) این گسل را مسئول اصلی زمین‌لرزهٔ سال ۱۳۵۷ طبس می‌داند. شیب این گسل به سمت شرق است. در جریان زلزلهٔ طبس این گسل ۱۵۰ سانتی‌متر بالاآمدگی و نزدیک به ۲۶۰ سانتی‌متر به سمت غرب حرکت افقی داشت. ویژگی دیگر تکتونیکی این ناحیه وجود چین‌های متعدد در آن است که اغلب دارای راستای شمالی- جنوبی‌اند و به سمت جنوب پلانش‌شدگی دارند. نمونهٔ جالب این چین‌خوردگی‌ها ناودیس بیشه است که به وسیلهٔ گسل ریدل و به صورت راستالغز بریده شده است (شکل ۲).



شکل ۲. زمین‌ساخت منطقهٔ مورد مطالعه. کمربند چین‌خورده- رانده‌شدهٔ شتری و کلمرد به‌ترتیب در بخش شرقی و غربی منطقه قرار دارد. مرز کوه‌های شتری با قطعهٔ فرونشستی طبس، گسل بهارستان، و امتداد آن گسل شتری است که به صورت راندگی با شیب شرقی قابل مشاهده است. تصویر سمت چپ پایین نشان‌دهندهٔ زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در منطقهٔ مورد مطالعه است.

قلمرو چین‌خورده- رانده‌شدهٔ کلمرد در شرق منطقه به وسیلهٔ گسل‌های متعددی برش خورده است. درواقع، حوضهٔ رسوبی آن به وسیلهٔ همین گسل‌ها کنترل می‌شده است. مهم‌ترین گسل این منطقه کلمرد است. جای‌گیری این قلمرو میان گسل کلمرد و نائین یا در مقیاس بزرگ‌تر میان گسل کلمرد و پشت بادام یک ناحیهٔ برشی راستالغز را پدید آورده است. گسل کلمرد از نوع راستالغز است (ادیب، ۱۳۸۸) و میزان جابه‌جایی آن ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر گزارش شده است (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). مانند بخش فرونشستی طبس، در این ناحیه نیز چندین چین‌خوردگی مشاهده می‌شود که به وسیلهٔ گسل‌های متعددی دچار دگرشکلی شده‌اند.

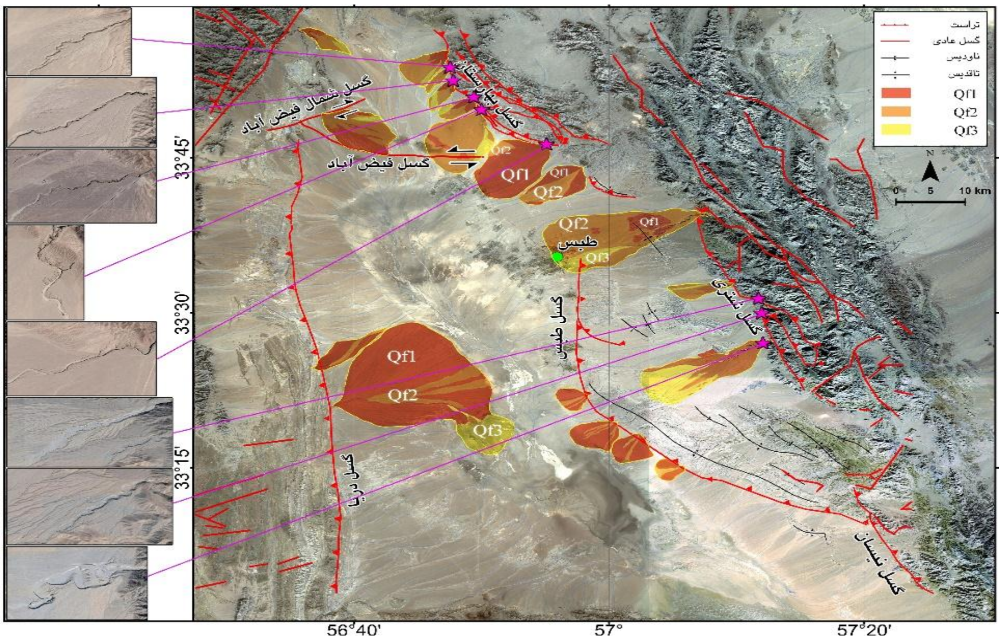
یافته‌ها و نتایج

شواهد زمین‌ساخت فعال

شواهد مورفوتکتونیکی در ارزیابی زمین‌ساخت فعال و فعالیت گسل‌ها سنجه‌های مفید و مطمئنی به‌شمار می‌رود؛ زیرا از طریق آن‌ها ابعاد، گستره، و میزان تغییرشکل لندفرم‌ها مشخص می‌شود.

مخروط‌افکنه‌ها

مخروط‌افکنه‌ها، به عنوان یکی از بارزترین اَشکال ژئومورفولوژیکی، بهترین لندفرم‌های مبیّن کنش- واکنش دینامیک زمین‌ساخت جنبا کواترنری‌اند که در جبههٔ کوهستان‌ها تشکیل می‌شوند. مطالعهٔ تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ناحیه، به‌ویژه در غرب کوهستان شتری، مخروط‌افکنه‌های بزرگ و متعددی را نشان می‌دهد که گاهی تا بخش‌های پایین‌تر به طرف کویر کشیده شده و در اثر رسوب‌گذاری رودخانه‌های فصلی و دائمی ایجاد و گسترش یافته‌اند. این مخروط‌افکنه‌ها از خط گسل جبههٔ کوهستان به سمت پلایای طبس گسترش یافته‌اند (شکل ۳). این مخروط‌افکنه‌ها در بیشتر بخش‌های جنوبی طبس به هم پیوسته‌اند (باهادا). از نظر مورفوژنیک، نیمرخ طولی این مخروط‌افکنه‌ها باید از جبههٔ کوهستان به طرف پلایای طبس به‌تدریج کاهش یابد؛ ولی در میان این مخروط‌افکنه‌های آبرفتی ناهنجاری‌هایی در پروفیل طولی آن‌ها مشاهده می‌شود که ناشی از رخنمون چین‌ها و همچنین خطوط گسلی در بخش‌های میانی یا پایینی آن‌هاست.

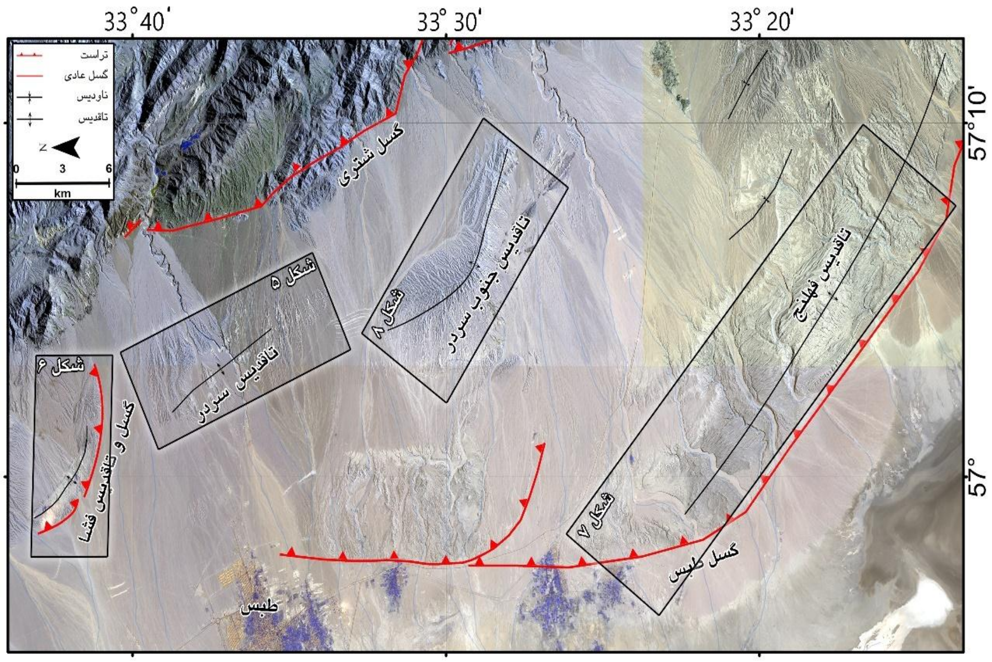


شکل ۳. موقعیت مخروط‌افکنه‌های انتخابی برای شناسایی تکتونیک فعال بر روی تصویر Sentinel 2. موقعیت مخروط‌افکنه‌ها ارتباط مستقیمی با موقعیت گسل‌ها دارد. اغلب مخروط‌ها دارای سه سطح مختلف‌اند. Qf1 بیانگر سطوح خیلی قدیمی است که اغلب دارای ارتفاع بالاتری بوده و به‌شدت به وسیلهٔ آبراهه‌ها حفر شده است. Qf2 سطح قدیمی مخروط‌هاست؛ این بخش‌ها نیز به وسیلهٔ آبراهه‌ها حفر شده است. Qf1 بیانگر سطوح جدید مخروط‌افکنه‌هاست که بخش‌هایی از آن فعال بوده و کانال‌های گیسویی در سطح آن‌ها توسعه یافته است. اَشکال سمت چپ، تصاویر ماهوارهٔ QuikBird از حفر رأس مخروط‌افکنه‌ها در اثر بالاآمدگی تکتونیکی است. موقعیت این تصاویر روی شکل اصلی با ستاره‌هایی مشخص شده است

با توجه به معیارهای تمایز مخروط‌افکنه‌ها از یکدیگر، سه سطح مختلف مخروط‌افکنه‌ای در حد فاصل کوه‌های شتری و کلمرد با کویر طبس شناسایی شد. ترتیب و تقدم این مخروط‌افکنه‌ها از جبههٔ کوهستان به طرف حوضهٔ انتهایی دارای ناهنجاری‌هایی است؛ به‌طوری‌که در جنوب طبس پرتگاه‌های زیادی در بخش‌های میانی حدفاصل جبههٔ کوهستان- کویر مشاهده می‌شود که بعد از آن مخروط‌افکنهٔ جدیدی در حال تشکیل است. مجموعهٔ مخروط‌افکنه‌های پایین‌دست خط گسل طبس به‌صورت سه‌مرحله‌ای پی‌درپی پدیدار گشته‌اند؛ به‌طوری‌که بخش انتهایی این مخروط‌افکنه‌ها به پلایای طبس می‌رسد. در کل، می‌توان این‌گونه بیان کرد که تکتونیک فعال سه اثر عمده بر مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه داشته است: اول، موجب تقطیع و تقسیم سطوح آن به قدیم و جدید شده است؛ دوم، موجب جابه‌جایی رأس هیدرولوژیک به نقطه‌ای پایین‌تر از رأس توپوگرافیک مخروط‌افکنه‌ها شده است؛ و اثر آخر حفر شدید رأس بسیاری از مخروط‌افکنه‌ها به‌ویژه در امتداد جبههٔ کوهستان شتری شده است.

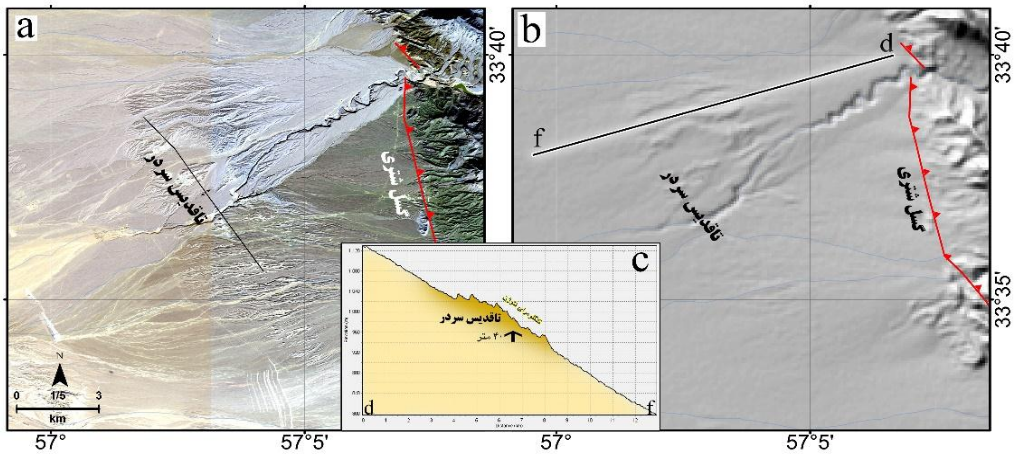
چین‌خوردگی‌های جوان

بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که اغلب گسل‌های رورانده در جبههٔ کوهستان قرار دارد. از طرف دیگر، مشاهدات دورسنجی محدوده حد فاصل جبههٔ کوهستان و کویر طبس بیانگر وفور چین‌های پُرشیب متقارن و نامتقارنی است که از دل رسوبات کواترنری، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌های آبرفتی، سر برآورده‌اند. نمود بارز این چین‌های در حال بالاآمدگی در مسیر اغلب رودخانه‌هایی که از کوهستان به طرف کویر طبس در جریان‌اند به‌وضوح مشخص است. طاقدیس‌های فهلنج، فشاه، طاقدیس سردر، و طاقدیس جنوب سردر نمونهٔ بارزی از آن است (شکل ۴).



شکل ۴. چین‌خوردگی‌های جدید (طاقدیس) در منطقهٔ مورد مطالعه بر روی تصویر Sentinel 2 . تمامی این طاقدیس در سطح مخروط‌افکنه‌ها ایجاد و موجب به‌هم‌خوردن نظم رسوب‌گذاری آن‌ها شده است. مستطیل‌ها نشان‌دهندهٔ موقعیت هر یک از طاقدیس‌هاست که در اَشکال بعدی نشان داده‌شده و دقیق بررسی شده‌اند

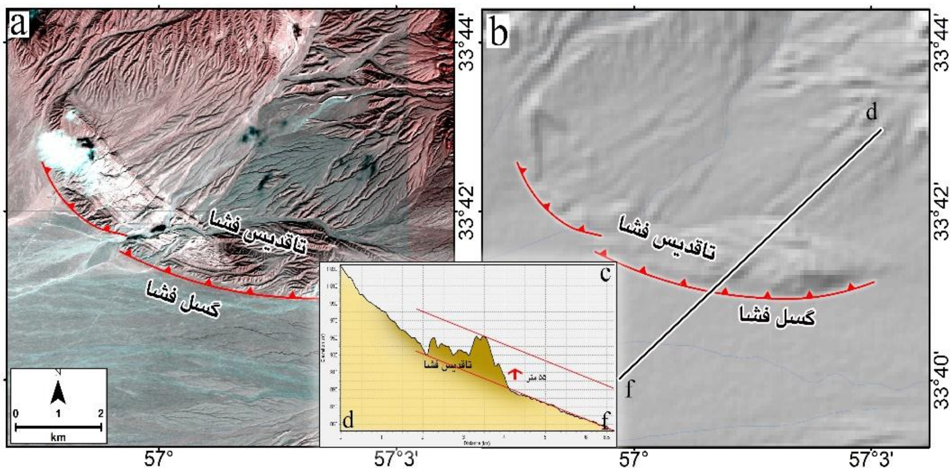
فعالیت نوزمین‌ساختی (بالاآمدگی) طاقدیس سردر در مخروطافکنه سردر سبب بیرون‌زدگی و چین‌خوردگی رسوبات نئوژن در میان رسوبات آبرفتی جدید شده است (واکر و همکاران، ۲۰۰۳). در اثر بالاآمدگی رسوبات نئوژن، درّهٔ عمیقی در امتداد مسیر رودخانه ایجاد شده است. همچنین، الگوی مئاندری رودخانهٔ سردر نشان‌دهندهٔ تأثیر زمین‌ساخت جدید بر بستر آن است. همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود، رودخانهٔ سردر امتداد عرضی طاقدیس سردر را برش داده و درّهٔ عمیقی در آن ایجاد کرده است. گسل روراندهٔ این طاقدیس از ۱۹۷۴ تا ۱۹۹۰ پنج زمین‌لرزهٔ ۴٫۶ تا ۵ ریشتری داشته است. از نظر مورفولوژی، بخش میانی طاقدیس سردر دارای بیشترین ارتفاع و به‌صورت یک برآمدگی در روی مخروطافکنهٔ سردر مشاهده می‌شود (شکل 5c). ارتفاع طاقدیس سردر نسبت به سطح مخروطافکنه سردر در حدود ۴۰ متر اندازه‌گیری شد.



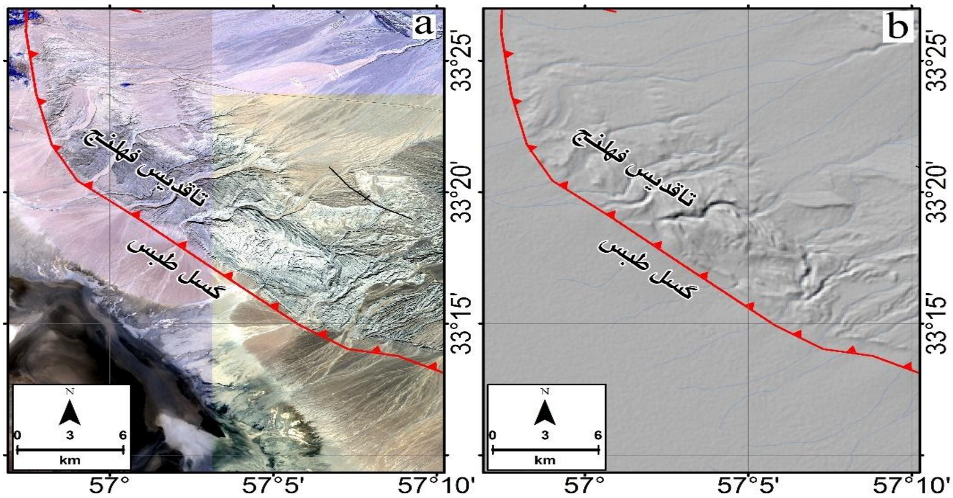
شکل ۵. مورفوتکتونیک طاقدیس سردر. میزان بالاآمدگی رسوبات نئوژن این طاقدیس در حدود ۴۰ متر از سطح مخروطافکنه اندازه‌گیری شد. a تصویر ماهواره‌ای Sentinel 2 و b تصویر Hillshade آن است

طاقدیس فشا نمونهٔ بارز دیگری از رشد چین‌ها در دامنه‌های غربی کوه‌های شتری است. این طاقدیس در فاصلهٔ ده کیلومتری شمال طبس واقع است. طاقدیس فشا در بخش شمال‌غربی طاقدیس سردر و هم‌ارز با آن است. طول طاقدیس تقریباً ۵٫۵ کیلومتر و پهنای آن ۱٫۲ کیلومتر است. در هستهٔ طاقدیس جنس رسوبات دورهٔ نئوژن شامل ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ همراهِ کنگلومرا دیده می‌شود. این طاقدیس در میان رسوبات آبرفتی و پایکوهی کوه‌های شتری دچار بالاآمدگی شده است. میزان بالاآمدگی آن ۵۵ متر است. طاقدیس فشا، از نظر مورفولوژی، دارای شکل خمیده به سمت شرق است که مرکز آن در راستای خط محوری به دلیل فرسایش به صورت فرورفتگی و لبه‌های آن به‌ویژه در سمت جنوبی طاقدیس به دلیل وجود گسل رورانده بلندتر از سایر بخش‌هاست (شکل ۶).

بزرگ‌ترین طاقدیس ایجادشده در بین رسوبات کواترنری طاقدیس فهلنج است که در جنوب شهر طبس قرار دارد. روند آن نخست شمالی- جنوبی است، سپس شمال‌غربی- جنوب‌شرقی می‌شود و تا کوه‌های شتری امتداد می‌یابد. عمدتاً از سنگ‌های گچی دورهٔ نئوژن ساخته شده است. با توجه به اینکه گسل طبس در امتداد این طاقدیس قرار دارد، به‌نظر می‌رسد نقش اساسی در شکل‌گیری آن ایفا کرده است. بخش‌های میانی طاقدیس مرتفع است (۱۵۰ متر)؛ درحالی‌که در اطراف دارای فرود است. نکتهٔ اساسی در رابطه با این طاقدیس وجود رسوبات مخروطافکنه‌ای در سطح بخش جنوب- شرقی آن است که این امر نشان‌دهندهٔ بالاآمدگی جدید آن است (شکل ۷). رودخانهٔ اسپهک، در گذر از عرض طاقدیس، موجب تشکیل تنگ عظیمی شده که در ابتدا عمق آن ۱۵ متر است؛ ولی در بخش مرکزی یا محور طاقدیس این میزان به ۱۴۰ متر می‌رسد.

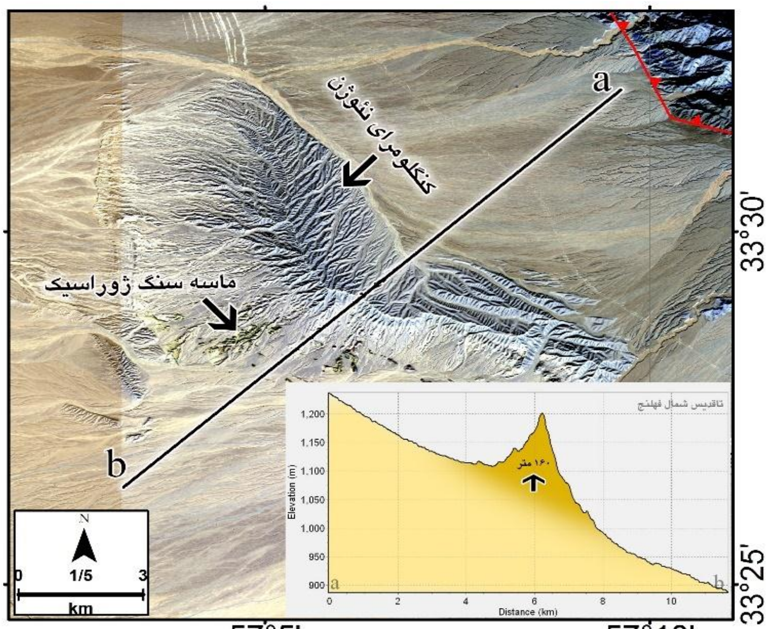


شکل ۶. مورفوتکتونیک طاقدیس فشا

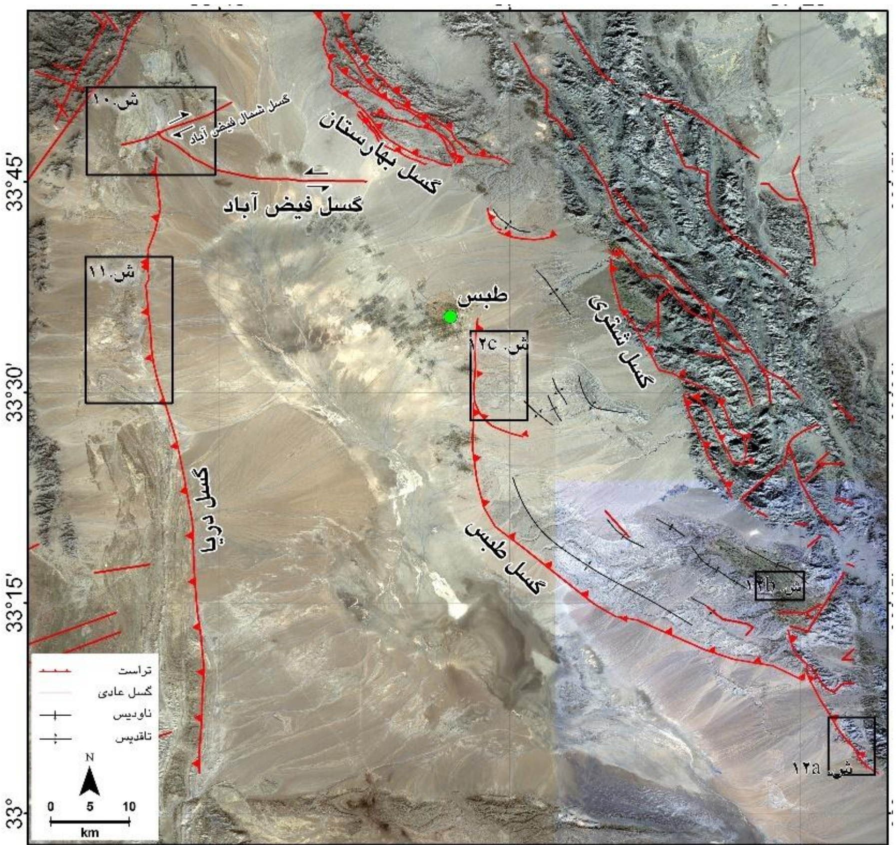


شکل ۷. مورفوتکتونیک طاقدیس فهلنج. شکل a تصویر ماهواره‌ای طاقدیس را نشان می‌دهد. در بخش انتهایی (جنوب- شرقی) رسوبات مخروط‌افکنه‌ای در سطح طاقدیس قرار دارد که نشان‌دهندهٔ جدیدبودن حرکات تکتونیکی در این بخش است. گسل طبس در امتداد غربی طاقدیس قرار دارد

طاقدیس شمالی روستای فهلنج، که به همین نام هم در نقشه مشخص شد (شکل ۸)، یکی دیگر از طاقدیس‌های مورد مطالعه در این پژوهش است. این طاقدیس با اختلاف ارتفاع ۱۶۰ متری نسبت به زمین‌های پیرامون خود در بین رسوبات جدید کواترنری (مخروط‌افکنه‌ها) مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه رودخانهٔ اسپهک از بخش جنوبی آن عبور می‌کند، در این بخش فرسایش رودخانه‌ای روی داده و سبب برون‌زد رسوبات قدیمی به صورت نواری شده است. با توجه به میزان بالاآمدگی طاقدیس، در بخش‌های غربی آن رسوبات ماسه‌سنگی ژوراسیک مشاهده می‌شود. این رسوبات در اثر تکتونیک فعال منطقه برون‌زد پیدا کرده‌اند. در تصویر ماهواره‌ای (شکل ۸)، رسوبات ژوراسیک با رنگ سبز مشخص شده است. فرسایش بخش جنوبی این طاقدیس گویای رشد (بالاآمدگی) آن هم‌زمان با فرسایش رودخانه است. این طاقدیس نیز مانند اغلب طاقدیس‌های منطقه بیشتر از رسوبات کنگلومرای نئوژن و همچنین سنگ‌های گچی نئوژن تشکیل شده است. فرایندهای بیرونی به شکل فرسایش آبراهه‌ای سبب فرسایش شدید سطح این طاقدیس شده است.



شکل ۸. ژئومورفومتری طاقدیس شمالی فهلنج نشان‌دهندهٔ ساختار و میزان بالاآمدگی طاقدیس شمالی فهلنج است. جنس آن بیشتر از کنگلومرای نئوژن است؛ ولی در بخش‌های غربی آن ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک نیز قابل مشاهده است. با توجه به نیمرخ توپوگرافی آن نیز بالاآمدگی این طاقدیس در حدود ۱۶۰ متر است



شکل ۹. گسل‌های منطقهٔ مورد مطالعه. مستطیل‌های داخل تصویر نشان‌دهندهٔ موقعیت اَشکال بعدی است که شواهد فعالیت گسل‌ها در آن‌ها به‌دقت بررسی شده است

شواهد فعالیت گسل‌ها

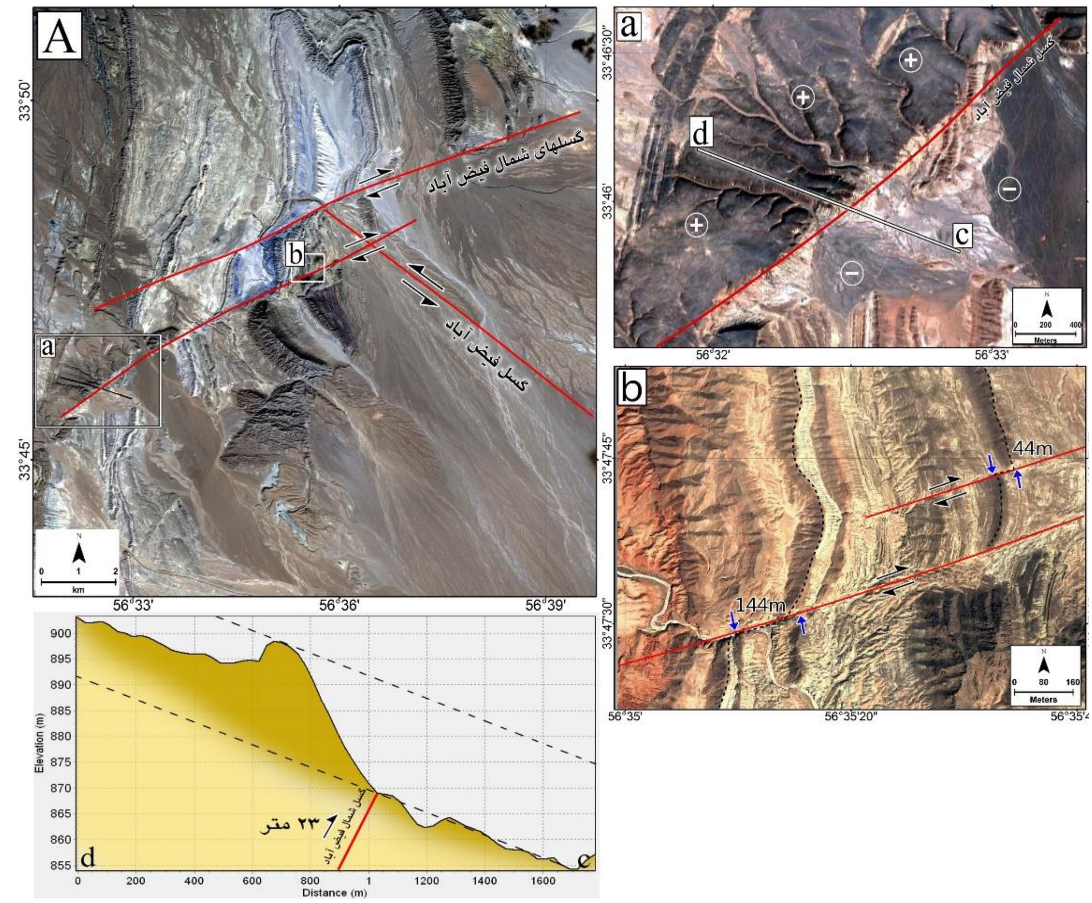
گسل‌ها از عناصر مهم تکتونیکی در ایجاد انواع لندفرم‌های اولیه مانند هورست، گـرابن، و رانـدگی‌اند. دینامیک گسل‌های امتدادلغز کواترنری اَشـکال جـوانی ماننـد پادگانه‌هـای رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ها را تشکیل می‌دهد. بیشتر گسل‌های موجود در منطقه به پیروی از سیستم گسلی نایبند دارای رون تقریبی شمالی- جنوبی‌اند. این گسل‌ها، علاوه‌بر مکانیسم راندگی، دارای سازوکار امتدادلغزی نیز می‌باشند که بیشتر در گسل‌های جبههٔ کوهستان دیده می‌شوند. در منطقه اغلب این گسل‌ها رسـوبات جـوان را تحت تأثیر قرار داده و موجب چین‌خوردگی رسوبات و بالاآمدگی آن‌ها شده‌اند (شکل ۹).

پیش‌تر نیز اشاره شد که چندین سیستم گسلی در منطقه وجود دارد. گسل‌های طبس و شتری در شرق کویر طبس و گسل‌های دریا و کلمرد در غرب آن قرار دارند. این سه گسل، به استثنای گسل کلمرد، از نوع راندگی‌اند که آثار و شواهد آن قابل بررسی است. همچنین، در شمال کویر طبس، گسل فیض‌آباد با شاخه‌های متعدد و راندگی بهارستان در شمال- شرق آن قرار دارد که در ادامه به شواهد فعالیت آن‌ها پرداخته شده است.

شواهد گسل فیض‌آباد: شکل ۱۰ شواهد مورفوتکتونیک گسل فیض‌آباد و شاخه‌های متعدد آن را نشان می‌دهد. توضیح اینکه گسل یادشده دارای پیچیدگی‌های خاصی در منطقه است و شواهد آن نیز با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای قابل رؤیت است. گسل یادشده از شاخه‌های متعددی تشکیل شده است. گسل اصلی در شمال روستای فیض‌آباد قرار دارد و روند آن شرقی- غربی است. این گسل از نوع امتدادلغز چپ‌گرد است. این بخش از گسل در بیشتر مسیر خود زیر رسوبات مخروط‌افکنه‌ای پنهان است؛ ولی شواهد وجود و فعالیت آن را می‌توان از طریق بررسی مقادیر رطوبت موجود در دو سمت گسل و همچنین قنات‌های احداث‌شده در اطراف آن شناسایی کرد. در انتهای غربی این گسل، شاخه‌های متعددی از آن انشعاب یافته (گسل‌های شمال فیض‌آباد)، که آن‌ها نیز اغلب دارای مؤلفهٔ امتدادلغزی‌اند. ولی، برخلاف گسل اصلی، در اینجا از نوع راست‌گرد است.

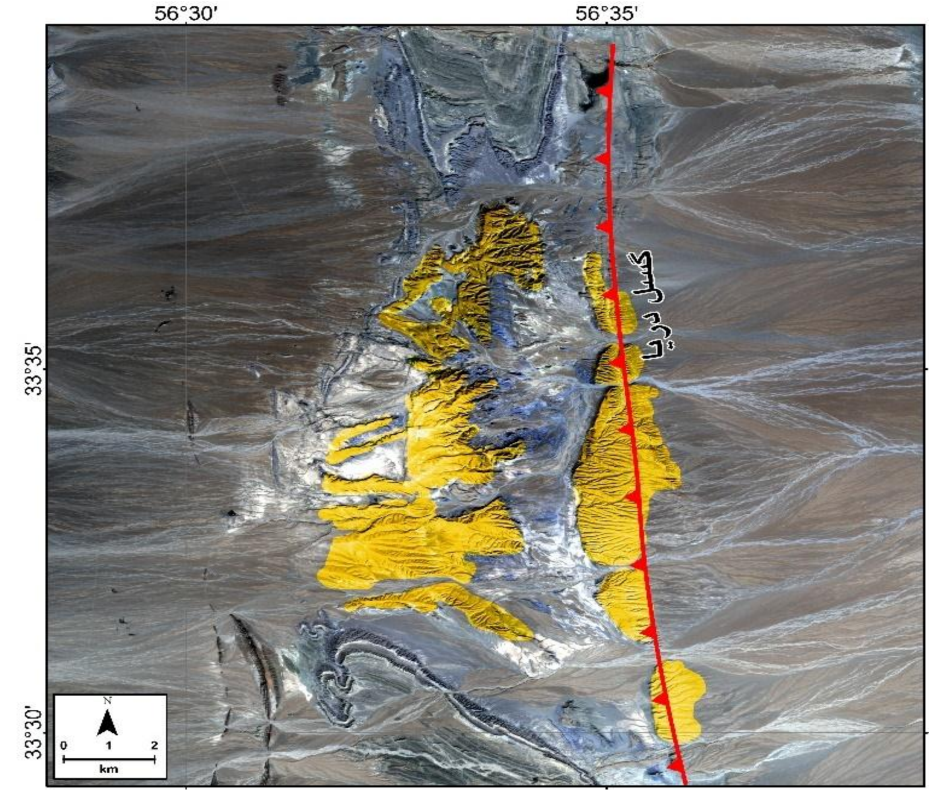
همان‌طور که شکل ۱۰ A نشان می‌دهد، فعالیت گسل شمال فیض‌آباد از نوع راست‌گرد و شواهد آن روی شکل مشخص است. مهم‌ترین شاهد فعالیت آن تشکیل مخروط‌افکنه‌های متعدد در امتداد آن است. اما شاید بتوان گفت که مشخص‌ترین اثر مبنی بر امتدادلغزبودن این گسل جابه‌جایی ۱۲۵۰ متری رسوبات ماسه‌سنگی و شیلی ژوراسیک در امتداد آن است. گسل یادشده از بین این رسوبات عبور کرده و موجب جابه‌جایی آن‌ها شده است. این رسوبات در شکل ۱۰ به رنگ آبی مشاهده می‌شود.

در بخش پایینی این گسل و موازی با آن گسل دیگری وجود دارد که شواهد آن در اَشکال ۱۰ a.b مشخص شده است. این شاخه در بخش غربی خود موجب بالاآمدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای و درنتیجه متروک‌ماندن آن‌ها شده است (شکل a). ادامهٔ فعالیت رودخانه‌ها در این بخش سبب شکل‌گیری سطوح جدید مخروط‌افکنه‌ای در پای گسل شده است. این گسل با فعالیت خود موجب برخاستگی ۲۳ متری رسوبات مخروط‌افکنه‌ای شده است. این امر نشان می‌دهد که گسل یادشده، به لحاظ زمین‌ساختی، فعال است. در بخش شرقی این گسل، شواهدی از فعالیت راست‌گردی آن شناسایی شد (شکل b). این جابه‌جایی‌ها را می‌توان در حرکت امتدادی رسوبات نئوژن شناسایی کرد. مقدار جابه‌جایی در شاخهٔ شمالی گسل در حدود ۴۴ متر و در شاخهٔ جنوبی ۱۴۴ متر اندازه‌گیری شد.



شکل ۱۰. شواهد مورفوتکتونیک گسل فیض‌آباد و شاخه‌های شمالی آن. A) تصویر ماهوارهٔ Sentinel 2 بیانگر مؤلفهٔ راست‌گرد شاخهٔ شمالی گسل فیض‌آباد است. در این شکل جابه‌جایی ۱۲۵۰ متری رسوبات ژوراسیک (آبی‌رنگ) در امتداد گسل مشخص است. a) بالاآمدگی ۲۳ متری رسوبات مخروط‌افکنه‌ای و تشکیل سطوح قدیمی مخروط‌ها. علامت مثبت بیانگر بخش‌های بالاآمده است. نیمرخ توپوگرافی در امتداد خط d-c ترسیم شده است؛ b) مقادیر جابه‌جایی افقی رسوبات در امتداد شاخه‌های فرعی گسل فیض‌آباد را نشان می‌دهد

شواهد گسل دریا: راندگی دریا به طول تقریبی ۸۰ بین کویر طبس و کمربند چین‌خوردهٔ کلمرد با روند شمالی–جنوبی قرار دارد. نکتهٔ جالب توجه در مورد این گسل فعالیت آن بر روی مخروط‌افکنه‌ای تشکیل‌شده در جبههٔ کوهستان کلمرد است. این گسل به‌نوعی تمامی مخروط‌های یادشده را تحت تأثیر قرار داده و در امتداد خود موجب بالاآمدن آن‌ها و در نتیجه تشکیل سطوح قدیمی شده است (شکل ۱۱). از طرف دیگر، فعالیت آن سبب بالاآمدگی تشکیلات ماسه‌سنگی ژوراسیک شده است. این سازندها در شکل زیر با رنگ آبی مشخص شده‌اند. با توجه به اینکه بر روی این رسوبات قدیمی آثار و شواهد رسوبات جدیدتر، یعنی مخروط‌افکنه‌ها، به‌وضوح قابل شناسایی است، می‌توان چنین نتیجه گرفت که این گسل طی کواترنری و پس از تشکیل مخروط‌افکنه‌ها فعال بوده است. اگر گسل در کواترنری فعال نبود، قطعاً نبایستی در سطح رسوبات ژوراسیک آثار و شواهد مخروط‌افکنه‌ها و رسوبات دوران چهارم زمین‌شناسی می‌بود. پس از یا هم‌زمان با فعالیت گسل و بالاآمدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای و ژوراسیک در امتداد آن، رسوب‌گذاری رودخانه‌ها و جریانات سبب شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌های جدیدی در بخش شرقی آن شده است. ذکر این نکته لازم است که رسوبات بالاآمدهٔ مخروط‌افکنه‌ها به‌شدت به وسیلهٔ فرایندهای فرسایشی دچار تغییر شده‌اند.

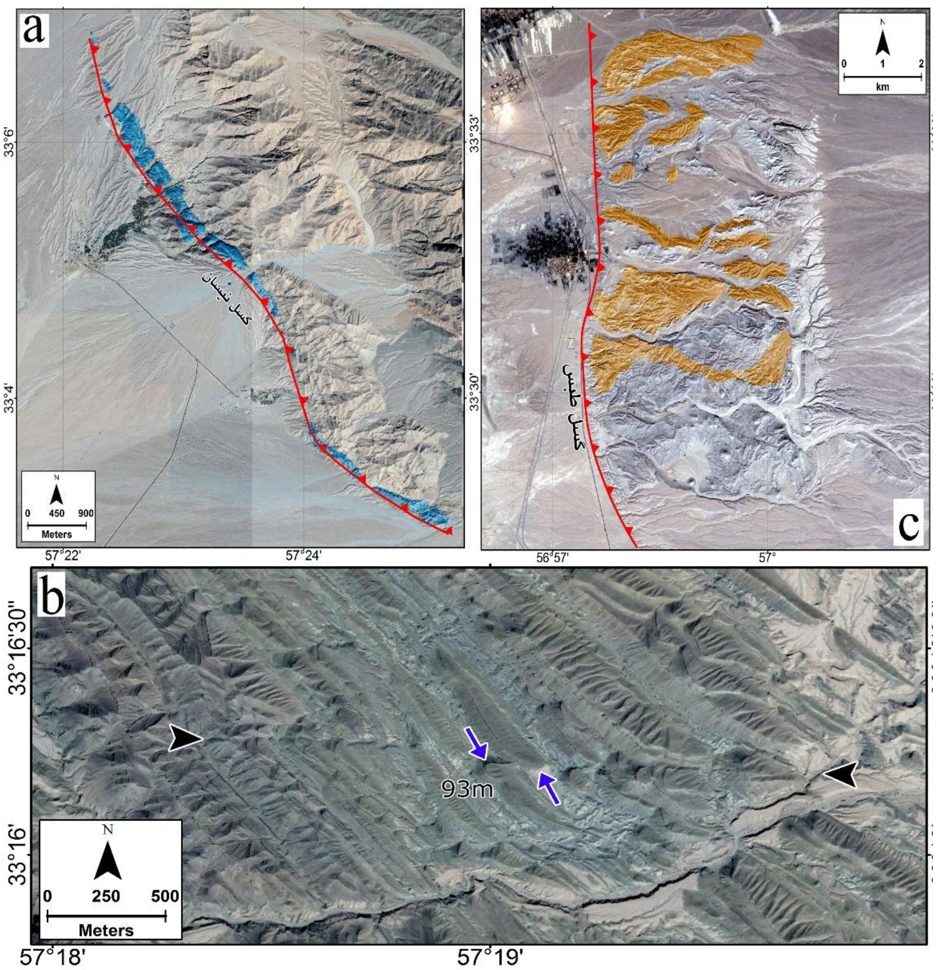


شکل ۱۱. بالاآمدگی رسوبات مخروط‌افکنه‌ای (زردرنگ) و رسوبات ماسه‌سنگی ژوراسیک (آبی‌رنگ) در امتداد راندگی دربا

شواهد گسل نیسان– طبس: گسل نیسان در انتهای جنوب شرقی منطقهٔ مورد مطالعه و در جبههٔ کوهستان شتری قرار دارد و از نوع راندگی است. جهتِ آن جنوبی– شمالی است و در عرض شمالی ۳۳ درجه و ۱۰ دقیقه به گسل طبس– که در اینجا روند آن جنوب‌شرقی– شمال‌غربی است– متصل می‌شود. شیب این گسل به سمت شرق است و در مسیر خود موجب جابه‌جایی رأس هیدرولوژیک مخروط‌افکنه‌ها و بالاآمدن رسوبات کنگلومرایی شده است. این رسوبات بعدها به وسیلهٔ فرسایش آبی حفر شده‌اند. فعالیت این گسل به بالاآمدن رسوبات رس سنگی دوران دوم زمین‌شناسی در بین رسوبات جدیدتر کنگلومرایی در غرب و آهک شتری در شرق منجر شده است. شواهد این فعالیت در شکل a۱۲ نشان داده شده است. در این شکل رسوبات رس سنگی با رنگ آبی مشخص شده که در امتداد راندگی نیسان دچار بالاآمدگی شده‌اند.

در امتداد شمالی نصف‌النهار گسل نیسان و در بین سازندهای دوران دوم نایبند، گسل کوچک دیگری وجود دارد که دارای مؤلفهٔ امتدادلغز راست‌گرد است. این گسل با جهتِ شرقی– غربی موجب جابه‌جایی چین‌خوردگی‌های ماسه‌سنگی، شیلی، و رس سنگ‌ها شده است. مقدار جابه‌جایی آن از روی تصاویر ماهوارهٔ Quikbird ۹۳ متر اندازه‌گیری شد (شکل b۱۲).

مخروط‌افکنه‌هایی که در پایکوه‌های غربی رشتهٔ چین‌خوردهٔ شتری تشکیل شده‌اند، قبل از اتصال به کویر طبس، به وسیلهٔ گسل‌های متعددی شدیداً تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. یکی از این گسل‌ها راندگی طبس است که از جنوب شرق این شهر شروع و به سمت جنوب ادامه می‌یابد. فعالیت آن بسیار شبیه به گسل درباست. در اینجا نیز فعالیت گسل سبب بالاآمدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای و در نتیجه تشکیل سطوح مختلف آن و همچنین گچ‌های نئوژن شده است. با توجه به وجود رسوبات مخروط‌افکنه‌ای در بخش‌های بالایی رسوبات نئوژن، چنین به‌نظر می‌رسد که فعالیت این گسل هم‌زمان و بعد از تشکیل مخروط‌افکنه‌ها انجام گرفته است (شکل c۱۲). در امتداد این راندگی پرتگاه‌های گسلی متعددی ایجاد شده که مشرف به مخروط‌افکنه‌های بخش غربی آن هستند.



شکل ۱۲. مورفوتکتونیک گسل‌های نیسان- طبس؛ a) بالاآمدگی رسوبات رس سنگی و کنگلومرایی (آبی‌رنگ) در اثر راندگی نیسان؛ b) جابه‌جایی ۹۳متری چین‌خوردگی‌های سازند نایبند؛ c) تأثیر راندگی طبس بر رسوبات نئوژن و مخروط‌افکنه‌های کواترنری (زردرنگ) و بالاآمدگی آن‌ها

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج این پژوهش، اَشکال و لندفرم‌های پهنه‌ای شامل مخروط‌افکنه‌های بخش غربی کویر طبس و به‌ویژه بخش شرقی آن تحت تأثیر شدید نیروهای تکتونیکی گسلی و چین‌های فعال در حال بالاآمدن است. کارکرد نیروهای تکتونیکی بر مخروط‌افکنه‌ها سبب ایجاد مخروط‌افکنه‌های ناپیوسته و چندسطحی شده است. در اغلب موارد سطوح قدیمی دارای ارتفاع بیشتری است و رأس آن‌ها به‌شدت حفر شده است. شدت تأثیر نیروهای زمین‌ساخت مانند بالاآمدگی طاقدیس‌ها، که نمونهٔ آن در طاقدیس سردر دیده شد، سبب برهم‌خوردن نظم و یکنواختی مخروط‌افکنه‌ها و حتی ایجاد مناطق بسیار ناهموار با توپوگرافی خشن شده است. بارزترین تأثیر این نیروها بر مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها، علاوه‌بر توپوگرافی ناهموار، ایجاد تنگ‌ها و درّه‌های کانیونی در سطح مخروط‌افکنهٔ سردر شده است. نوع دوم لندفرم‌های پهنه‌ای مورفوتکتونیکی در طبس طاقدیس‌ها هستند. طاقدیسِ سردر در سطح رسوبات آبرفتی و مخروط‌افکنه‌ای و طاقدیس فشا نیز با شکل کوژمانند به وسیلهٔ گسل رواندهٔ فشا ایجاد شده است.

پرتگاه‌ها در طبس بیشتر از نوع تکتونیکی یا زمین‌ساختی است که در دامنه‌های غربی کوه‌های شتری و کوهپایه‌های آن به‌صورت چشم‌انداز غالب ژئومورفولوژیکی و مورفوتکتونیکی منطقهٔ طبس است. این پرتگاه‌ها به سبب گسلش یا رشد

چین‌ها ایجاد شده‌اند. مکانیسم گسل‌های ایجادکنندۀ پرتگاه‌ها، گسلش تراستی، امتدادلغز یا ترکیبی از آن‌هاست. پرتگاه‌ها هم‌راستا با خطوط گسلی هستند که درواقع نمایی از لندفرم‌های مورفوتکتونیکی به‌شمار می‌آیند.

داده‌های ژئوفیزیکی (لرزه‌ای) نیز بیانگر پتانسیل لرزه‌خیزی بالا در منطقۀ طبس با مکانیسم‌های راندگی، راستالغز، و ترکیبی گسل‌هاست. بررسی مخروطافکنه‌های منطقه نشان داد که تکتونیک فعال به طرق مختلفی آن‌ها را متأثر ساخته است. حرکات زمین‌ساختی در مرحلۀ اول سبب بالاآمدگی رأس آن‌ها شده است. این امر خود موجب حفر رأس مخروطافکنه توسط جریان رودخانه شده است. چنین پدیده‌ای در اغلب مخروطافکنه‌های این منطقه و نواحی دیگر ایران نیز مشاهده می‌شود. با حفر رأس مخروطافکنه درواقع رأس هیدرولوژیک مخروط‌ها به سمت پایین‌دست جابه‌جا شده و موجب تشکیل مخروط‌های جدیدتر در پای مخروط‌های قدیمی شده است. بدین‌ترتیب، اغلب مخروط‌ها دارای سطوح قدیمی و جدیدند. سطوح قدیمی معمولاً مرتفع‌اند و به وسیلۀ شبکۀ زهکشی سطح مخروط فرسایش یافته‌اند. از روی تصاویر ماهواره‌ای با قدرت تفکیک بالا به‌راحتی می‌توان این سطوح را شناسایی کرد. در برخی مخروط‌ها نیز راندگی‌هایی مانند طبس و دریا موجب بالاآمدن رسوبات قدیمی‌تر (اغلب ژوراسیک و نئوژن) همراه رسوبات مخروطافکنه‌ای شده است. مثلاً، تحت چنین فعالیتی و در امتداد گسل شمالی فیض‌آباد، رسوبات مخروطافکنه‌ای در حدود ۲۳ متر بالا آمده و پرتگاهی در پای آن تشکیل شده است. از اثرهای دیگر تکتونیک در منطقه رشد چین‌ها و همچنین پرتگاه‌ها و جابه‌جاشدگی شبکه‌های زهکشی بر روی مخروطافکنه‌هاست. طاقدیس‌ها نیز از دیگر شواهد مورفوتکتونیکی پهنه‌ای در طبس‌اند؛ به‌طوری‌که طاقدیس سردر و فشا سبب انحراف رودخانه‌ها در مسیر خود شده‌اند و همچنین بالاآمدگی طاقدیس‌ها سبب ایجاد تنگ‌ها با ژرفایی بیش از ۴۰ متر (طاقدیس سردر) و ۱۴۰ متر (طاقدیس فهلنج) شده‌اند. شواهد گسل‌های فعال بسیار مشخص است: نخست اینکه روی مخروطافکنه‌ها تأثیر گذاشته‌اند که شواهد آن بررسی شد؛ دیگر اینکه در منطقۀ مورد مطالعه هم گسل‌هایی از نوع راندگی و هم امتدادلغز مشاهده می‌شود که هر یک به نحوی رسوبات سطحی را جابه‌جا کرده‌اند. فعالیت راندگی‌های طبس و دریا سبب تشکیل چالۀ فشارشی–فرونشستی طبس شده است. در شمال کویر طبس و در امتداد گسل شمالی فیض‌آباد، سازندهای ماسه‌سنگی و کواترنری در حدود ۱۲۵۰ متر جابه‌جایی افقی دارند که بیشترین میزان جابه‌جایی در منطقه است. علاوه بر آن، در همین منطقه و در اثر حرکت افقی شاخه‌های فرعی گسل فیض‌آباد، جابه‌جایی‌های ۴۴ و ۱۴۴ متری در رسوبات مشاهده می‌شود. از طرف دیگر، فعالیت گسل‌های دریا و نیسان و طبس موجب بالاآمدن رسوبات قدیمی شده است. با توجه به اینکه در لایه‌های بالایی این سطوح بالاآمده رسوبات مخروطافکنه مشاهده می‌شود، می‌توان نتیجه گرفت که این گسل طی کواترنری فعال بوده‌اند. بر این اساس، می‌توان نتیجه گرفت که شواهد مورفوتکتونیک پهنه‌ای و خطی در طبس نشان از تنش بالا و پویایی شدید نیروهای زمین‌ساخت کلمرد، همچنین وجود گسل‌هایی با سازوکار راندگی، راستالغز، و ترکیبی همراه با شواهد فعالیت آن‌ها دارد و نیز دلالت بر پتانسیل بسیار بالای لرزه‌خیزی در منطقه دارد. زلزله‌های تاریخی و دستگاهی ثبت‌شده در منطقه به‌ویژه در ایستگاه لرزه‌نگاری طبس گواهی بر این مدعاست. به‌نظر می‌رسد، با توجه به تعدد گسل‌ها و شواهد فعالیت آن‌ها در شرق کویر طبس، این منطقه به لحاظ تکتونیکی فعال‌تر از بخش غربی آن است.

منابع

آقانباتی، ع. (۱۳۷۷). *چینه‌شناسی ژوراسیک ایران*، ج ۱، سازمان زمین‌شناسی ایران.

ادیب.، ا. (۱۳۸۲). زمین‌ساخت فعال و پتانسیل خطر زمین‌لرزه در ناحیهٔ طبس، فصل‌نامهٔ علمی- پژوهشی *زمین‌شناسی و محیط زیست*، ۳: ۲۷-۴۵.

اسماعیلی، رضا؛ حسین‌زاده، م.م. و متولی، ص. (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه واز؛ البرز شمالی، استان مازندران، مجلهٔ *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۳: ۱۰۱ـ ۱۱۴.

آقانباتی، ع. (۱۳۷۹). *مطالعهٔ زمین‌شناسی ناحیهٔ کلمرد (غرب طبس)*، سازمان زمین‌شناسی ایران، گزارش شمارهٔ ۳۵۰، ص ۲۳۰.

جباری، ندا.؛ ثروتی، م. و حسین زاده، م.م. (۱۳۹۱). مطالعه مورفوتکتونیک فعّال حوضهٔ آبخیز حصارک (شمال‌غرب تهران) با استفاده از شاخص‌های مورفومتریک، مجلهٔ *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۲: ۱۷ـ ۳۴.

رحبی، م.؛ کرمی، ف. و عسگری، م. (۱۳۹۲). تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیکی دامنهٔ شمالی رشته کوه بزقوش با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژیکی، *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، (۱۰۹)، ۱۴۱-۱۵۸.

رحیم زاده، ز.؛ علایی طالقانی، م و رضاپور، ع. (۱۳۹۳). ارزیابی کمی فعالیت های نئوتکتونیک با تکیه بر شواهد ژئومرفیکی در حوضهٔ ریجاب، *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، (۱۱۳)، ۲۱۱-۲۲۴.

رضایی مقدم، م.ح.؛ خیری‌زاده آروق، م. و سرافروزه، ف. (۱۳۹۲). ارزیابی تکتونیک فعال در دامنهٔ جنوبی میشو داغ، مجلهٔ *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۲: ۱۴۱ـ ۱۵۸.

عزتی، م. و آق‌آتابای، م. (۱۳۹۲۱۳۹۳). تحلیل زمین‌ساخت فعال حوضهٔ بجنورد با کمک شاخص‌های مورفوتکتونیکی، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۴: ۱۳۰ـ۱۴۴.

گورابی، ا. و امامی، ک. (۱۳۹۶). تأثیرات نوزمین‌ساخت بر تغییرات مورفولوژیک حوضه‌های زهکشی سواحل مکران، جنوب شرق ایران، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۱(۶): ۷۴ـ ۸۹.

گورابی، ا. و پاریزی، ا. (۱۳۹۵). تأثیرات نوزمین‌ساخت بر تغییرات مورفولوژیک حوضه‌های زهکشی سواحل مکران، جنوب شرق ایران، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۴(۲): ۴۵ـ۵۹.

گورابی، ا. و کریمی، م. (۱۳۹۱). تأثیر تکتونیک فعال و تغییرات اقلیمی در تحول مخروطافکنهٔ مروست، ایران مرکزی، نشریهٔ *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۲۷: ۷ـ۲۹.

محمدنژاد، و. (۱۳۹۵). گسل‌های فعال و تأثیر آن‌ها بر تغییر شکل لندفرم‌های کواترنر شمال شرق دریاچهٔ ارومیه، ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۸(۱): ۸۳-۱۰۶.

محمدنژاد، و. و اصغری، ص. (۱۳۹۴). واکنش مخروطافکنه‌های شرق گرمسار بر جابه‌جایی عمودی و امتدادی گسل‌ها (با تأکید بر مخروطافکنه ده‌نمک)، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، ۴(۲): ۱-۱۷.

نواب‌پور، پ.؛ سعیدی، ع. و قاسمی، م. (۱۳۸۲). زمین‌ساخت پویای باختر کوهستان شتری، مجلهٔ *علوم زمین*، (۵۰): ۲-۱۳.

یمانی، م.؛ قاسمی، م.؛ علوی‌پناه، ک. و گورابی، ا. (۱۳۸۹). مورفوتکتونیک ناحیهٔ دهشیر با استفاده از تکنیک‌های ژئومورفومتری، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، (۷۱): ۱ـ۲۰.

یمانی، م.؛ مقصودی، م.؛ قاسمی، م. و محمدنژاد، و. (۱۳۹۱). شواهد مورفولوژیکی و مورفومتریکی تأثیر تکتونیک فعال بر مخروط‌افکنه‌های شمال دامغان، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۴(۲): ۱–۱۸.

Adib, A. (2009). Active Tectonic and Earthquake Risk Potential in Tabas Region, *Scientific Journal of Management System*, 3: 17-34.

Agha Nabati, A. (1998). *Jurassic Stratigraphy of Iran*, Vol1. Geological Survey of Iran.

Agha Nabati, A. (2000). *Geological Survey of Kalmard District (West of Tabas) Geological Survey of Iran*, Report no 350, pp. 230.

Allen, M.; Jackson, J. and Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia- Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, Tectonics, 23.

Ambraseys, N.N.; Melville, C.P. (1982). A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, UK.

Berberian, M. (1979). Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69: 1861-1887.

Bilham, R. (2004). Earthquakes in India and the Himalaya: Tectonics, geodesy and history, Ann. *Geophys. J. Int*., 47: 839–858.

Bull, W.B. (2009), Tectonically Active Landscape, John Wiley & Sons.

Burbank, D.W. and Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science.

Camp, V.E. and Griffis, R.J. (1982). Character genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos*, 3: 221-239.

DeMets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F.; Stein, S. (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int*., 101: 425–478.

Esmaeili, R. Hoseinzade, M, M, and Motavalli, S. (2012). Investigation impact of morphotectonics on Longitudinal profile of Vaz river, north Alborz, Mazandaran provience, *Quantitative Geomorphological Researches*, 3: 101-114.

Ezati, M. and Aghatabi, M. (2013). Analyze of active tectonic in Bojnord basin using morphotectonic indexes, *Quantitative Geomorphological Researches*, 4: 130-144.

Fattahi, M. (2006). Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), *Earth and Planetary Science Letters*, pp. 20-34.

Goorabi, A. and Emame, K. (2017). Neotectonics Influences on Morphological Variations of Makran Costal Basins, SE Iran, *Quantitative Geomorphological Researches*, 1: 74-89.

Goorabi, A. and Karimi, M. (2013). Impact of active tectonics and climate change on Marvast alluvial fan central Iran, *Journal of Applied researches in Geographical Sciences*, 27: 7-30.

Goorabi, A. and Parize, A. (2015). The influence of tectonic on landforms evolution, southwestern slopes of Shirkooh, *Quantitative Geomorphological Researches*, 2: 45-59.

GourabiGoorabi, A. and Yamani, M. (2001). Active Faulting and Quaternary Landforms Deformation Related to the Nain Fault, *American Journal of Environmental Sciences*, 7(5): 441-447.

Hollingsworth, J. (2010). Active tectonics of the east Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115.

Jabbari, N, Servati, M and Hoseinzade, M, M. (2012). Study of active morphotectonics of Hesarak basin (north-west of Tehran), *Quantitative Geomorphological Researches*, 2: 17-34.

Jackson, J. and McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt between Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77: 185-264.

Keller, E.A. and Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentice Hall Earth Science Series*, 2nd edition. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.

Masson, F.; Anvari, M.; Djamour, Y.; Walpersdorf, A.; Tavakoli, F.; Daigni`eres, M.; Nankali, H.; van Gorp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int*., 170: 436–440.

McClusky, S.; Reilinger, R.; Mahmoud, S.; Ben Sari, D.; Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int*., 155:126–138.

Meyer, B. and Le Dortz, K. (2007). Strike–slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. Tectonics 26, TC5009. http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002073.

Mohammadnejad, V. (2016). Active faulting and its effects on Quaternary landforms deformation in north-east of Lake Urmia, Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 1: 83-106.

Mohammadnejad, V. and Asghari, S. (2015). Response of Garmsar east alluvial fans on horizontal and vertical displacement of faults (With emphasis on DehNamak fan), *Quantitative Geomorphological Researches*, 2: 1-17.

Navvabpor, P. Navvabpor, P.; Saeidi, A. and Ghasemi, M. (2003). Active tectonics of west of shotori mountains, *Geoscience*, 50: 2-13.

Nazari, H.; Ritz, J.F.; Shafei, A.; Ghassemi, A.; Salamati, R.; Michelot, J.L. and Massault, M. (2009). Morphological and paleoseismological analyse of the Taleghan fault, Alborz, Iran, *Geophys. J. Int.*, 178: 1028-1041.

Parsons, A. (2009). Geomorphology of Desert Environments, Springer Science+Business Media, London.

Rahimzade, Z, Alaeitaleghani, M and Rezapor, A. (2014). Quantitive analyzing of neotectonic activity in Rijab basin with emphasis on geomorphic evidences. *Geographic researches*, 113: 211-224

Rajabi, M, Karami, F and Asgari, M. (2013). Analyzing of active tectonic in Bozghosh north hills using geomorphological methods. *Geographic researches*, 109: 141-158

Ramirez- Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 317-322.

Ramsey, L.A.; Walker, R.T. and Jackson, J. (2008). Fold evolution and drainage development in the Zagros Mountains of Fars Province, *SE Iran. Basin Research*, 20: 23-48.

Regard, V. et al. (2005). Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran, *Geophys. J. Int.*, 162(1): 177-203.

Rezaei Moghadam, M.H.; Khairizadeh, A.M. and Sarafroozeh, S. (2014). Assessment of active tectonics in the southern part of Mishoodagh, *Quantitative Geomorphological Researches*, 3: 141-158.

Ribolini, A. and Spagnolo, M. (2008). Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French–Italian Alps), *Geomorphology*, 93: 253-266, Available online at www.sciencedirect.com.

Rizza, M.; Mahan, S.; Ritz, J.F.; Nazari, H.; Hollingsworth, J. and Salamati, R. (2011). Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate the slip rate of the Astaneh fault, Iran, Quaternary Geochronology.

Ruttner, A.; Nabavi, M.H. and Hajian, J. (1968). *Geology of the Shirgesht area (Tabas area; east iran)*, Geol. Surve. Iran 4.

Sella, G.F.; Dixon, T.H.; Mao, A. (2002). REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. geophys. Res.*, 107(B4): ETG 11-1, 11-32.

Stöcklin, J.; Eftekhar-Nezhad, J. and Hushmand-zadeh, A. (1965). Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran), *Geological survey of Iran*, Report No. 3.

Vernant, P. et al. (2004a). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth planet. Sci. Lett.*, 223: 177-185.

Vernant, P.; Nilforoshan, F.; Hatzfeld, D.; Abbassi, M.R.; Vigny, C. and Masson, D. (2004b). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1): 381-398.

Vernant, PH.; Nilforoushan, F.; Hatzfeld, D.; Abbassi, M.R.; Vigny, C.; Masson, F.; Nankali, H.; Martinod, J.; Ashtiani, A.; Bayer, R.; Tavakoli, F. and Chery, J. (2004c). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157: 381-398.

Walker, R. and Jackson, J. (2002). Offset and evolution of the Gowk Fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike–slip system, *Journal of Structural Geology*, 24: 1677-1698.

Walker, R.; Jackson, J. and Baker, C. (2003). Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences, *Geophysics. J. Int*, 152: 749-765.

Walker, R.T.; Gans, P.; Allen, M.B.; Jackson, J.; Khatib, M.; Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009). Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran, *Geophysical Journal International*, 177: 783-805.

Walker, R.T.; Khatib, M.M.; Bahroudi, A.; Rodés, A.; Schnabel, C.; Fattahi, M.; Talebian, M.; Bergman, E. (2015). Co-seismic, geomorphic, and geologic fold growth associated with the1978 Tabas-e-Golshan earthquake fault in eastern Iran, *Geomorphology*, 237: 98-118.

Walker, RT.; Talebian, M.; Sloan, R.A.; Rasheedi, A.; Fattahi, M. and Bryant, C. (2010). Holocene slip-rate on the Gowk strike–slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran, *Geophysical Journal International*, 181: 221-228.

Yamani, M.; Ghasemmi, M.R.; Alavi Panah, S.K and Goorabi, A. (2010). Morphotectonic of Dehshir Area Using Geomorphometric Techniques, *Physical Geography Research Quarterly*, 71: 1-20.